

# STATISTISCHE VERTEILUNG UND QUALITATIVE KENNZEICHNUNG DER FELDSPATE IM ANDESIT-LAKKOLIT DES CSÓDI-BERGES

G Y. B U D A

Mineralogisches Institut der Eötvös-Universität, Budapest  
(Eingegangen am 21. VIII. 1965)

## ZUSAMMENFASSUNG

Im nördlichen Steinbruch des Csódi-Berges ist das Andesit in 35 m Mächtigkeit aufgeschlossen, im höchsten Horizont mit Spuren einer Kontakt-Schieferhülle. Im höheren Horizont der konzentrisch-schaligen Bankung des Andesits (unter den einstigen rupel-kattischen Hangendschichten) ist basisches Plagioklas, in den tieferen Horizonten zonales Plagioklas entstanden. Die Zonalität ist im mittleren Teil des Lakkolits normal, in den in der Nähe des Kontakts liegenden Teilen rekurrent.

Durch eine statistische Messreihe konnte die Orientierung der porphyrischen Plagioklase nachgewiesen werden, die zu genetischen Folgerungen Anlass gab:

1. Die Richtung der Lavaströmungen ist durch die Kristallorientierung festgelegt, während die Texturorientierung des Gesteins sich nicht nach der kraftvollen Bankung richtet.

2. Durch Analyse der Texturorientierung kann der Mechanismus der Lavaeindringung rekonstruiert und zugleich auch die Stelle des Ausbruchszentrums festgestellt werden.

3. Endlich kann das subvulkanische Gestein von oberflächlichen Lavaergüssen mit Gewissheit unterschieden werden.

Der Csódi-Berg ist eine subvulkanische Partie des Andesitzugs im Donauknie mit selbstständigem Eindringungszentrum (Abb. 1.). Die Ausbruchszeit ist miozän-tortonisch. Die Hangendbildungen bestehen aus Rupelton und kattisch-aquitischen sandigen Tonen, die — nach E. Szádeczky-Kardoss — das Lakkolit in einer Mächtigkeit von 325 m bedeckten. Das Lakkolit ist im unmittelbaren Kontakt mit tonigen Bildungen, die durch Hitzewirkungen umgebildet worden sind. Der höchste Punkt des Lakkolits liegt gegenwärtig 219 m ü. d. M. Als maximale Mächtigkeit des Andesitkomplexes kann ca. 150–170 m angenommen werden. Der Lakkolit besteht aus mikroholokristallinem granatführendem Biotit-Amphibol-Andesit. Im untersuchten Profil steht an der etwa 35 m hohen nördlichen Wand des Csódi-Berges Biotit-Amphibolandesit und ein zersetzter Amphibolandesit an. In den oberen Teilen der durch sphärisch-konzentrische Kluftsysteme entstandenen Bänke, enthalten die Amphibolandesite nur spärlich farbige Gemengteile und sind durch das kalzitierte Innere der Feldspate gekennzeichnet. In den mittleren Partien

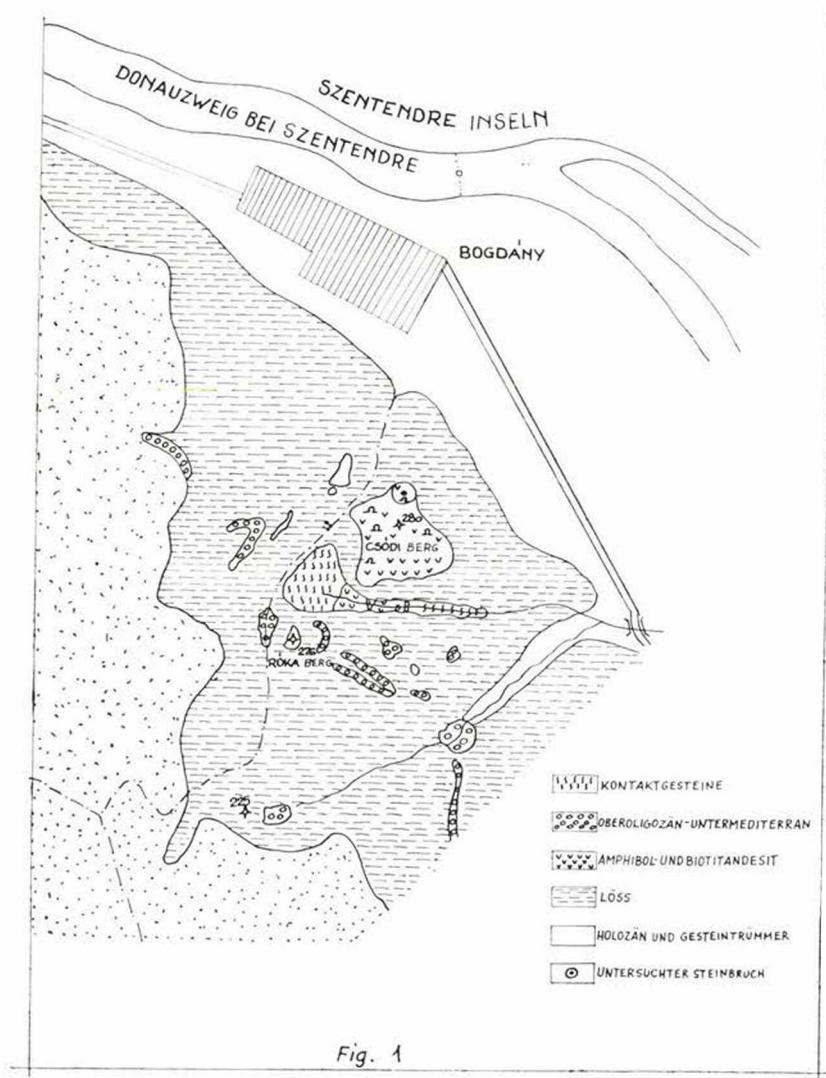


Abb. 1. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Dunabogdány

der Bänke ist bereits ein frischer, grauer und unzersetzter Andesit zu finden. Weiter oben im Profil ändert sich die Zusammensetzung der Plagioklase; im Horizont 4/a (Abb. 2.) enthält der Feldspat der Matrix durchschnittlich 59% An, während im Horizont 7. der Anortitgehalt nur noch 53% beträgt. Die zonalen porphyrischen Kristalle des höheren Horizonts sind etwas basischer als die Komponenten der Matrix (55% An), wogegen im Horizont 4/a die porphyrischen Kristalle bei einem An-Gehalt von 50% bereits saurer sind als die Matrix. Die obigen Werte sind Ergebnisse von je 40 Messungen. Es ist bemerkenswert, dass in der Nähe des Kontakts im Horizont 7. die zonalen Plagioklase aussen basischer sind und dass die basische Zone die Kristalle in der Form einer dünnen Hülle umgibt. Die volle Breite des Kristalls als 100% angenommen, ergibt sich für den Saum 0,5%. Die inneren Zonen sind jedoch so verschwommen, dass im Inneren die prozentuale Verteilung des Anortits unbestimmbar ist (Abb. 3.).

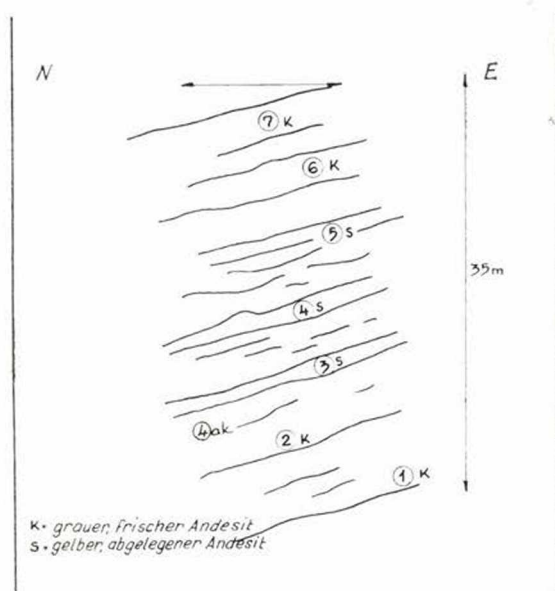


Abb. 2. Profilskizze der östlichen Wand des nördlichen Steinbruchs am Csódi-Berg

Im Horizont 4/a ist aber im Inneren des Lakkolits die Ausscheidung normal d. h. es nimmt der Anortitgehalt nach aussen hin ab (Abb. 4.).

Auf Grund von insgesamt 300 Messungen ist die durchschnittliche Länge der Plagioklaskörner im untersten, 3-ten Horizont 385,5  $\mu$ , im 5-ten 485,6  $\mu$ , im 7-ten 470,8  $\mu$ . Die vorherrschende Korngrößenfraktion ist im 3-ten Horizont die von 100–300  $\mu$ , im 5-ten die von 800–1000  $\mu$ , im 7-ten die von 600–800  $\mu$  (Abb. 5.).

Orientierung der Plagiokläse. Die mit statistischen Verfahren ermittelten Neigungswinkel der Plagiokläse sind im 7-ten Horizont  $48^\circ$ , im 5-ten  $53,5^\circ$  und im 3-ten  $40,5^\circ$ .

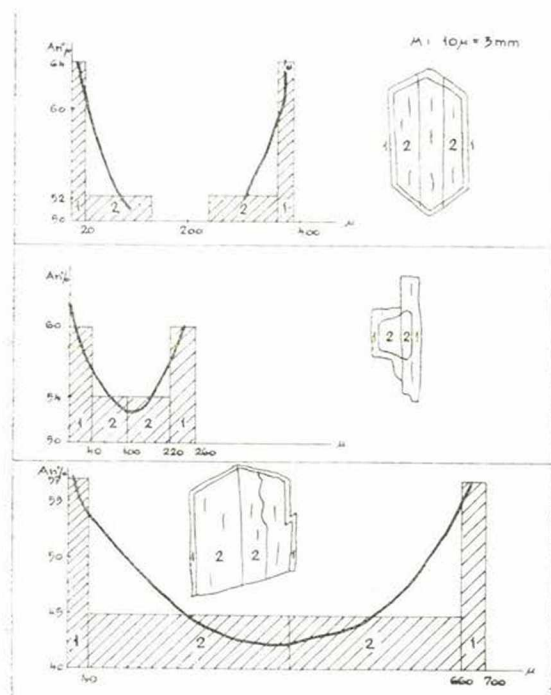


Abb. 3. Zonale Plagiokläse des Horizonts 7

Im 7-ten Horizont gibt ein ausschlagendes 7-prozentiges Maximum die statistisch durchschnittliche Orientierung der  $c$ -Achsen an. Die Bankung fällt nach  $10^\circ N$  ein, die Durchschnittsrichtung der  $c$ -Achsen ist  $152-332^\circ$ , der Unterschied der zwei Richtungen ist also  $38^\circ$ . Die (010)-Flächen schliessen mit der Senkrechten einen Winkel von  $84^\circ$  ein, die Bankung ist also angenähert der (100)-Flächen parallel (Abb. 6.). In Abb. 7. sieht man das Richtungsdiagramm der statistisch ausgemessenen Längsachsen, deren Orientierung mit den durch die Fedorow-Methode ausgemessenen  $c$ -Achsen übereinstimmt. Im Horizont 5. erscheinen neben dem Maximum von 7% auch Maximum von 5% und 4% Häufigkeit, gleichzeitig sind aber die Flächen (010) fast vertikal ( $88^\circ$ ). Die Richtung der Bankung verwindet sich nach dem Westen ( $345^\circ$ ). Die Richtung der  $c$ -Achse ist  $140-320^\circ$ , der Unterschied gegenüber der Einfallrichtung der Bankung beträgt  $25^\circ$  (Abb. 8.). Im 3-ten Horizont ergeben sich neben dem Maximum von 7% auch Häufigkeitswerte von 6% und 4%. Die Bankung neigt nach Nord, für die  $c$ -Achsen hat man die Werte  $160-344^\circ$ , für die Differenz  $16^\circ$ . Die (010)-Flächen haben eine Neigung von  $84^\circ$  (Abb. 9.).



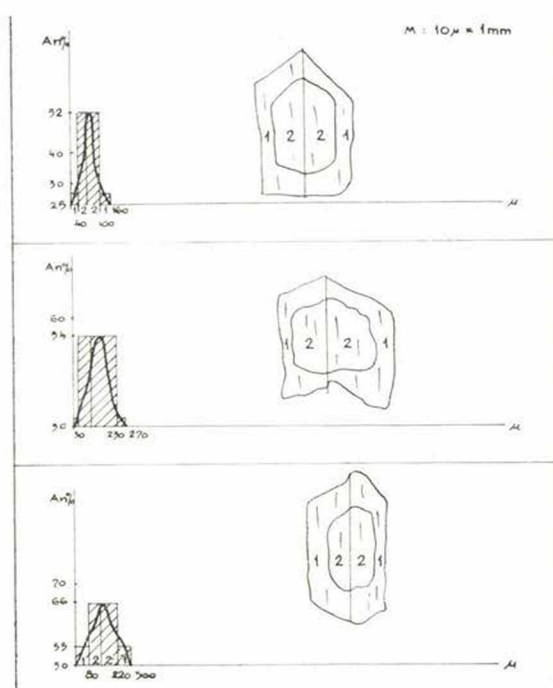


Abb. 4. Zonale Plagioklasse des Horizonts Nr. 4/a

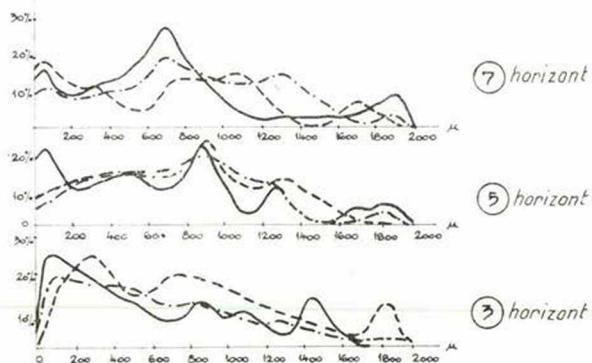


Abb. 5. Kornlängenverteilung des Plagioklasses

Abb. 6. Diagramm der  
Polpunktdichten der  
Plagioklasflächen (010),  
Horizont 7

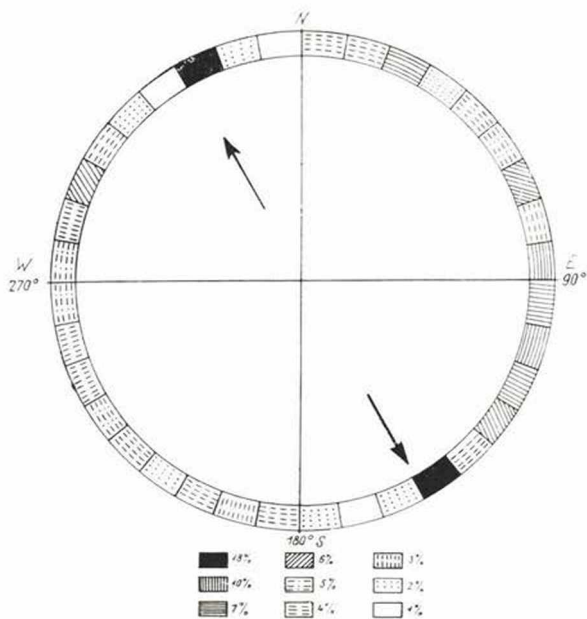
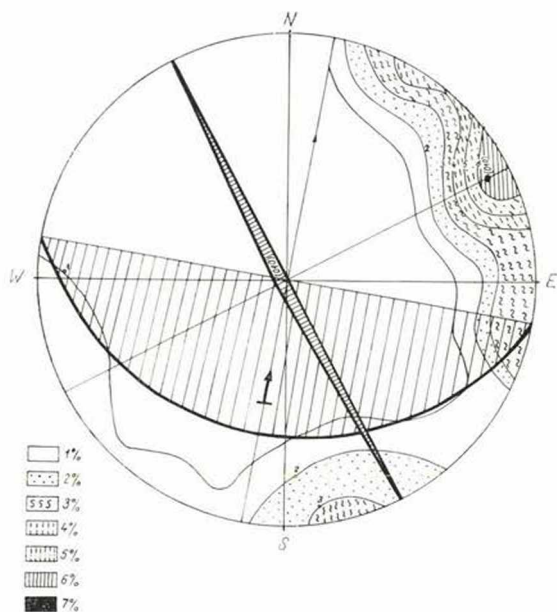


Abb. 7. Orientierungsdiagramm  
der Plagioklas-Längsachsen,  
Horizont 7

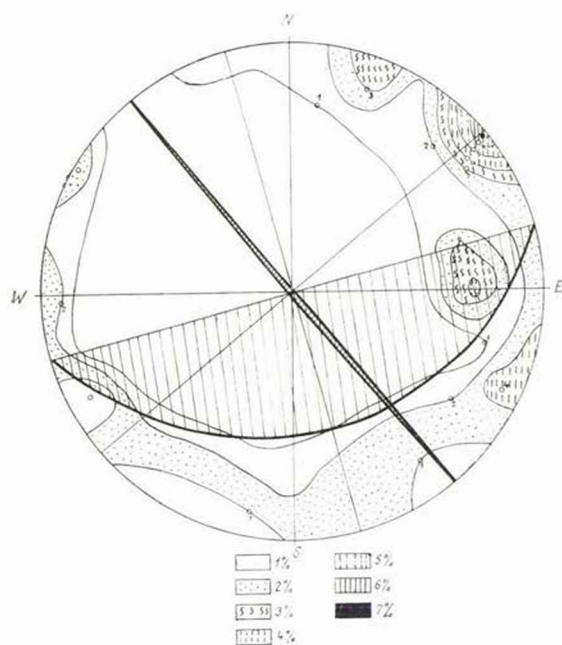


Abb. 8. Diagramm der  
Polpunktdichten der  
Plagioklasflächen (010),  
Horizont 5

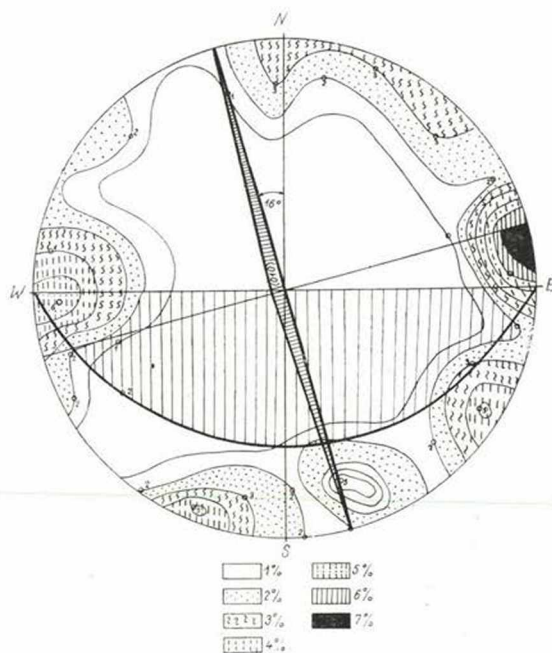


Abb. 9. Diagramm der  
Polpunktdichten der  
Plagioklasflächen (010),  
Horizont 3

Endlich gibt es im Horizont 4/a drei Maxima von 3%, die Kristalle sind vollständig unorientiert (Abb. 10.). (Die einzelnen Stereogramme sind Durchschnitte von 80–100 Messungen.)

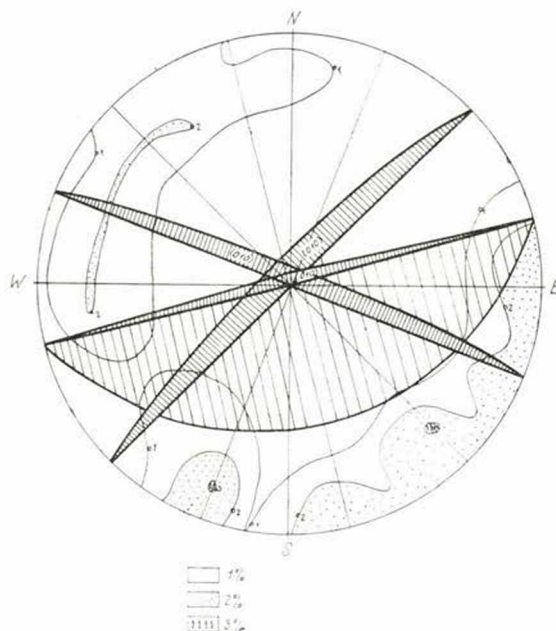


Abb. 10. Diagramm der Polpunktdichten der Plagioklasflächen (010)  
Horizont 4/a

Die statistischen Messungen beweisen, dass die Orientierung der Plagioklasse in der Nähe des Kontakts hochgradig ist, nach abwärts abnimmt, und in den tieferen Teilen des Lakkolits nicht einmal statistisch auswertbar ist. Ferner, während im Profil der vulkanischen Lavaflüsse die (010)-Flächen der Bankung parallel zu liegen pflegen, sind sie im Profil des Lakkolits fast vertikal gelagert. Zur selben Zeit sieht man, dass die Bankung die Lage der Plagioklasse nicht eindeutig bestimmt und deshalb dieselbe nicht recht gut eine Reliktstruktur des Fließens darstellen kann, da die Neigungswinkel der  $c$ -Achsen der Plagioklasse gerade im am kräftigsten orientierten Horizont (Nr. 7.) den grössten Winkel mit dem Neigungswinkel der Bankung ( $26^\circ$ ) einschliesst. (Der Unterschied beträgt  $22^\circ$ .) Im 5-ten Horizont ist die Neigung der Bankung  $30^\circ$  (Unterschied  $23,5^\circ$ ), im 3-ten Horizont  $25^\circ$  (der Unterschied ist hier am kleinsten:  $15,5^\circ$ ). Man sieht, dass nur bei dem unteren (3-ten) Horizont die Neigungsrichtung angenähert mit dem Winkel der Bankung übereinstimmt. Es ist auch ersichtlich, dass die Verbindung zwischen Abkühlungsbankung und Gesteinsgefüge eine sehr schwache ist und die Bankung vorherrschend durch die mit der Temperaturänderung verbundene Volumabnahme zustandegebracht wurde. Der obere Horizont, die Umgebung der



Kontaktzone ist früher entstanden als der innere Teil. Das später empordringende Magma hat diesen Fladen sozusagen vor sich hergeschoben; die porphyrischen Kristalle des oberen Horizonts sind eben darum basischer und gleichzeitig besser orientiert, weil sie aus dem Nebengestein mehr leichtflüchtige Substanzen aufnehmen konnten. Die inverse Zonalität ist durch den Wärmeffluss der von unten kommenden Magmaströmung erklärbar. Später sind die basischen Feldspaten der Matrix aufgelöst und sich auf der porphyrischen Beimengungen scheidet aus. Dies beweist auch, dass das Gestein der höheren Horizonte früher eindrang und erstarrte, als dasjenige der tieferen Lagen. Die Orientierung der höheren Horizonte ist als eine spezifische Charakteristik der Lakkolite anzusehen. Bei Lavaergüssen entweichen die leichtflüchtigen Substanzen schnell und dieser Umstand wirkt sich auch auf die Kornverteilung des Feldspats aus (Abb. 5.); in der Randzone des Lakkolits kommen im allgemeinen mittlere Korngrößen vor. Weiter innen nimmt die Korngröße unter Einwirkung der angereicherten leichtflüchtigen Substanzen zu. Die geringe Korngröße der unteren Horizonte beweist die Verarmung an flüchtigen Stoffen. Es taucht nun die Frage auf, warum die unteren Horizonte eher der durch die Abkühlung bedingten Bankung folgen, als die oberen? Das dürfte daran liegen, dass sich die später ausgebildeten unteren Horizonte nachträglich weniger änderten, als die höheren, da der schon ausgebildete primäre Magmafladen von dem darunterdringenden Magma gespannt und aufgelockert wurde und so ereigneten sich Verrückungen, die die Lage der im Gestein enthaltenen Plagioklase veränderten und ursprünglich den durch die Flussrichtung bedingte Verteilung der Temperaturgradienten verschoben. Auch aus der räumlichen Lage der Plagioklase kann man annähernd auf das Eindringungszentrum schließen, besonders bei den tiefer liegenden, orientierten Horizonten. Wenn wir von der Annahme ausgehen, dass die senkrechte Projektion des höchsten Punktes des Lakkolits der Mittelpunkt des Ausbruchs war, so weisen die Längsachsen der Plagioklase eben nach diesem Zentrum hin. Der 279,2 m hohe Punkt des Steinbruchs liegt in Richtung 130° SE und die Plagioklase weisen nach 152°; diese Angaben stimmen also recht gut überein. Es folgt daraus, dass das Ausbruchszentrum etwa 300–400 m weit vom nördlichen Steinbruch in Richtung SE–S gelegen haben dürfte.

#### LITERATUR

1. Hejtman, B. – Konta, J.: *Horninotvorne' mineraly*. 1959.
2. Nikitin, W.: *Die Fedorov-Methode*. 1936.
3. Reinhard, M.: *Universal Drehtischmethoden*. 1931.
4. Szádeczky-Kardoss, E.: *Prinzipielle Grundlagen des neuen Systems der magmatischen Gesteine (ungarisch)* *Magy. Tud. Ak. Közl. Bd. 23*.
5. Szádeczky-Kardoss, E.: *Über einige Grundfragen der Forschung vulkanischer Gebirge (ung.)* *Földt. Közl. Bd. 88*.
6. Vendel, M.: *Methodik der Gesteinsbestimmung. (ung.)* 1959.
7. Koch, A.: *Geologische Beschreibung der Szentendre – Visegrád und Pilis Gebirge. (ung.)* *Földt. Int. Évk. 1877. Bd. 1*.
8. Lengyel, E.: *Mineraleinschlüsse der Andesite im Dunazug-Gebirge und ihre magmatotektonische Bedeutung (ung.)* *Földt. Közl. 1951. Bd. 81*.
9. Schafarik-Vendl.: *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Budapest, (ung.)* 1929.